

# ORIGEN Y FORMACION DE LOS BASALTOS OLIVINICOS DEL VOLCAN " DUARTE " (LANZAROTE)

Por Octavio PUCHE RIART.

E.U.P. ALMADEN

## RESUMEN.

Tratamos de elaborar un modelo químico-físico del volcanismo de Lanzarote, determinando la situación y condiciones reinantes en la cámara magmática donde se generaron los basaltos depositados sobre determinadas zonas de la isla.

## INTRODUCCION.

Las Islas Canarias muestran un importante volcanismo fisural. Este tipo de emisiones aparecen de forma habitual, y sabemos que responden a un modelo tectónico concreto. Las grietas por las que han ascendido

los fluidos magmáticos coinciden en dirección con una serie de fracturas generadas, en el Atlas meridional, durante la orogenia alpina. Estamos ante los vestigios de un proceso compresivo, consumado por el empuje de la corteza oceánica, nacida en la dorsal mesoatlántica, contra el continente africano. De este modo, el magma ha aprovechado para su salida una serie de fallas, des-parramándose de forma lineal sobre la superficie de las islas (fig. 1).

Pese a que la edad de las fracturas está datada como miocena, éstas siguen funcionando como canales por donde se producen los aportes de las masas silicatadas fundidas. Recordemos la erupción del Teneguía, en la Isla de la Palma, el año 1.971.

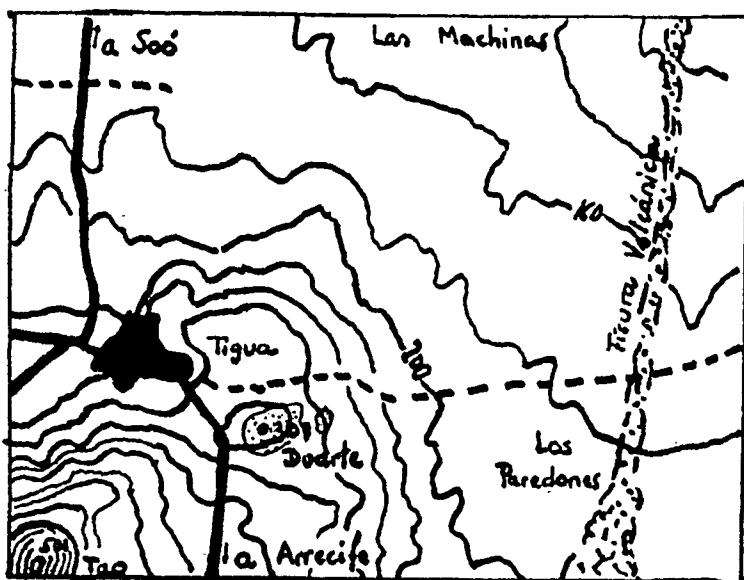


Fig. 1  
Volcanismo fisural  
(Lanzarote)

E. 1:50.000

## CALCULO DEL MODELO QUIMICO-FISICO.

Nuestro estudio se realizará en la parte norte de la Isla de Lanzarote. En este lugar se desarrolló una importante actividad volcánica, a mediados del siglo XVIII,

con las sucesivas erupciones del Timanfaya. Las últimas extrusiones que se dieron fueron las de Tao, Fuego y Tinguatón, en 1.824.

Hemos considerado una muestra de esta época; se trata de un basalto olivínico, del volcán Duarte, cuya composición ha sido

descrita en la literatura (RUMEAU y ARANA, 1.982) y que nosotros hemos corregido, de forma arbitraria, asignando al magma natural un porcentaje de agua de un 2%. Existen muy pocos datos disponibles sobre la composición de los magmas en estado fluido, siendo muy difícil cuantificar las pérdidas acuosas durante la erupción y en la cristalización, así como las de otros gases que pudieran aparecer disueltos dentro de la masa silicatada fundida.

Tratamos de determinar la densidad del magma en función de la composición que presente, así como de los volúmenes molares parciales de dichas componentes (BOTTINGA y MELLOR, 1.970). Ambos autores, recopilando mediciones sobre mezclas binarias y ternarias de silicatos realizadas por otros científicos, llegaron a la conclusión que los volúmenes molares parciales de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  permanecen constantes en el intervalo comprendido entre el 40 y 80% de volumen molar parcial de  $\text{SiO}_2$  y que los coeficientes de expansión térmica no varían entre 1.200 y 1.700°C., estableciendo una fórmula para el cálculo de la densidad:

$$\rho = \frac{\sum X_i \cdot M_i}{\sum X_i \cdot \bar{V}_i}$$

donde  $\rho$  es la densidad,  $X_i$  es la fracción molar de la componente  $i$ ,  $\bar{V}_i$  es el volumen molar parcial de dicha componente y  $M_i$  es el peso molecular-gramo.

Para la aplicación de la ecuación anterior necesitamos conocer los volúmenes molares parciales de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{H}_2\text{O}$ . Los tres primeros fueron calculados, por los autores mencionados, mediante procesos analógicos. Nosotros hemos determinado el volumen molar parcial de  $\text{P}_2\text{O}_5$  por comparación con el de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , obteniendo unos valores que suponemos se aproximan bastante a la realidad. Los volúmenes molares parciales de agua los podríamos deducir si conociésemos las condiciones naturales de presión y temperatura (BURNHAM y DAVIS, 1.969), de acuerdo con la fórmula siguiente:

$$\bar{V}_{\text{H}_2\text{O}} = 24,7 + 7,0 \cdot 10^{-3} (T - 900) - 1,5 P + 3,4 \cdot 10^{-2} P^2 - 1,4 \cdot 10^{-2} P^3$$

donde  $\bar{V}_{\text{H}_2\text{O}}$  se da en cc.mol,  $T$  es la temperatura en °C. y  $P$  la presión en Kbares. De todas formas, hemos considerado válidos los valores obtenidos, mediante esta ecuación, pese a que los porcentajes molares de agua existentes en nuestro magma son inferiores a los manejados por estos autores en sus experimentos.

Aplicando los datos mencionados hasta el momento presente, podemos observar que nos encontramos ante una ecuación con tres variables, luego necesitamos algunos datos más, para el cálculo de la densidad, salvo que consideremos el magma libre de volátiles.

En la tabla I han sido recopilados los datos necesarios para el cálculo de la densidad.

Tabla I.- Cómputo de datos necesarios para el cálculo de la densidad, con un 2% de  $\text{H}_2\text{O}$  y en el caso de un magma libre de volátiles. Los volúmenes molares parciales de  $\text{H}_2\text{O}$  vendrán expresados por la fórmula de BURNHAM y DAVIS (\*).

Componentes	$\bar{V}_m$ (1400°C.) en cc.mol <sup>-1</sup>	$\alpha$ en °C.	$\bar{V}_m$ (1200°C.) en cc.mol <sup>-1</sup>	% peso (2% $\text{H}_2\text{O}$ )	$X_i$	% peso (0% $\text{H}_2\text{O}$ )	$X_i$
$\text{SiO}_2$	26,80	$0,9 \cdot 10^{-5}$	26,80	43,79	43,26	44,68	46,27
$\text{Al}_2\text{O}_3$	37,96	$2,6 \cdot 10^{-5}$	37,95	11,74	6,84	11,98	7,28
$\text{MgO}$	11,60	$24 \cdot 10^{-5}$	11,55	12,04	17,74	12,29	18,97
$\text{CaO}$	16,50	$28 \cdot 10^{-5}$	16,44	11,79	12,46	12,03	13,37
$\text{FeO}$	12,80	$16 \cdot 10^{-5}$	12,77	6,64	5,46	6,78	5,85
$\text{Na}_2\text{O}$	28,90	$24 \cdot 10^{-5}$	28,85	2,86	2,75	2,92	2,92
$\text{K}_2\text{O}$	46,00	$24 \cdot 10^{-5}$	45,94	1,11	0,71	1,13	0,75
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	52,02	$2,6 \cdot 10^{-5}$	52,01	4,61	1,90	4,70	2,05
$\text{MnO}$	14,00	$24 \cdot 10^{-5}$	13,95	0,17	0,12	0,17	0,12
$\text{TiO}_2$	21,00	$24 \cdot 10^{-5}$	20,95	2,43	1,78	2,48	1,87
$\text{P}_2\text{O}_5$	62,33	$8 \cdot 10^{-5}$	62,32	0,82	0,42	0,84	0,50
$\text{H}_2\text{O}$	*	*	*	2,00	6,59	0,00	0,00

En el caso en que tengamos un magma libre de volátiles consideraremos los valores estimados de acuerdo con la Tabla I, obteniéndose una densidad de 2,67 gramos por centímetro cúbico, a la temperatura de 1.200°C., e idéntico valor a 1.400°C.

La elección de estas temperaturas se debe a que pensamos que, en condiciones adiabáticas, las rocas básicas funden en dicho intervalo térmico, aunque en ocasiones puedan ser rebajados estos valores, en función de la composición originaria del magma.

Por otro lado, consideraremos un gradiente térmico de 1°C cada 30 metros, tal y como se deduce de los datos del sondeo de investigación geotérmica Lanzarote-1, realizado por el I.G.M.E., en el que se alcanzaron los 90°C a 2.700 metros de profundidad y donde nosotros hemos supuesto una variación térmica lineal.

Conocida la densidad es posible el cálculo de las condiciones de presión reinantes en la cámara magmática. De acuerdo con los principios fundamentales de la mecánica de fluidos, para que se produzca la emisión lávica, la presión de confinamiento sufrida por el magma deberá ser ligeramente superior a la presión hidrostática.

En el caso de que el fluido alcance el equilibrio hidrostático, la presión vendrá determinada por la fórmula siguiente:

$$P = P_0 + d' g z$$

donde  $P_0$  es la presión atmosférica,  $d'$  es la densidad,  $g$  la aceleración de la gravedad y  $z$  la diferencia de cotas entre el cono volcánico y la cámara.

Teniendo en cuenta el valor del gradiente geotérmico, las temperaturas límites del intervalo considerado se alcanzan entre 40 y 46,67 Km. por debajo del nivel hidrostático, esto es a unos 39,6 y 46,3 Km. de profundidad, si la referencia es el nivel del mar.

Introduciendo los valores pertinentes en la fórmula anterior obtendremos una presión de 10,68 kilobares, en el caso de fusión a 1.200°C, y de 12,46 kilobares, con 1.400°C.

Hasta ahora hemos operado con un fluido carente de agua. La presencia de elementos volátiles tenderá a hacer disminuir los valores de la densidad del fluido magmático.

Considerando la presencia de un 2% de agua y utilizando las tres fórmulas descritas, obtenemos una ecuación de cuarto grado, para temperaturas de 1.200°C.

$$0,00923 P^4 - 0,55 P^3 + 9,89 P^2 - 2350,35 P + 23713,16 = 0$$

de donde deducimos una presión de 10,35 kilobares y una densidad de 2,58 gramos por centímetro cúbico.

En el caso de 1.400°C tendremos la ecuación siguiente:

$$0,00923 P^4 - 0,55 P^3 + 9,89 P^2 - 2360,76 P + 27665,35 = 0$$

obteniéndose una presión de 12,1 kilobares y una densidad de 2,57 gramos por centímetro cúbico.

### CONCLUSIONES.

Este método es un primer paso hacia la determinación de las condiciones reales existentes en las cámaras magmáticas, de tal forma que puede sufrir una serie de correcciones en busca de su perfeccionamiento.

Hemos considerado el magma, en conjunto, como un fluido, pero no hemos tenido en cuenta los procesos de diferenciación magmática existentes. Los valores densimétricos obtenidos parecen indicar un hundimiento progresivo de los minerales más pesados, tal y como ocurre con el olivino, piroxenos y anfíboles, mientras que la plagioclasa permanecería en equilibrio en el seno del líquido.

La presencia de cantidades importantes de olivino, en las rocas basálticas del volcán Duarte, nos lleva a pensar en un proceso de fusión y ascenso rápido, donde no ha habido tiempo suficiente para que se desarrollen los procesos de concentración gravimétrica, así como la asimilación de elementos procedentes de la roca encajante.

En función de los cristales de plagioclasa inmersos en el líquido es posible estimar la temperatura de fusión del magma (KUDO y WEILL, 1.970), concretando mejor el modelo descrito.

La estimación acuosa del 2% supera ampliamente las tenidas en cuenta por otros autores, con la consiguiente disminución de los valores de la densidad, pero los posibles errores cometidos en el cálculo del modelo

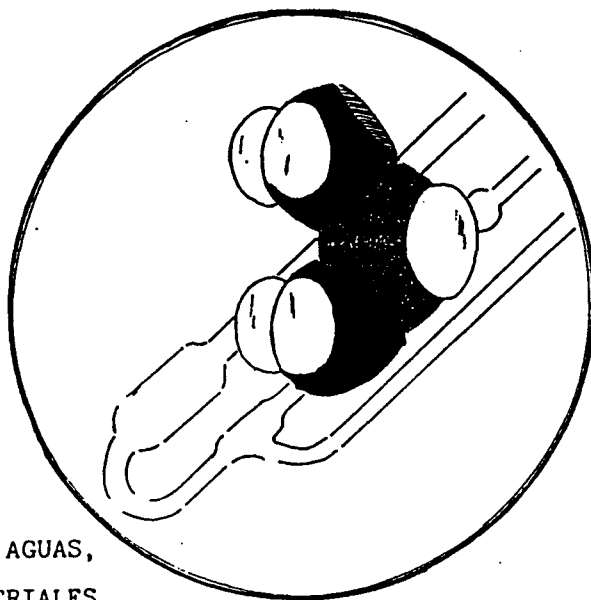
estructurado son poco significativos, tal y como se deduce de las cifras obtenidas.

#### BIBLIOGRAFIA.

- BOTTINGA, Y. y WEILL, D.F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. Am. Jour. Sci., Vol. 269, pp. 169-182, (1.970).
- BURNHAM, C.W. y DAVIS, N.F. Partial molar volume of water in albite melts. Am. Geophys. Union Trans., Vol. 25, pp. 52-65, (1.970).
- RUMEU, A. y ARAÑA, V. Diario pormenorizado de la erupción volcánica de Lanzarote en 1.824. Est. Atlánticos, nº 28, pp. 15-61, (1.982).

# CHEMILAB

GRUPO DE INVESTIGACION QUIMICA



ANALISIS DE AGUAS,  
ROCAS INDUSTRIALES,  
CARBONES Y FERTILIZANTES

Universidad de Castilla-la Mancha  
Escuela Universitaria Politécnica de Almadén  
Plaza Manuel Meca, nº 1 tño: 71 10 96  
13400 Almadén (Ciudad-Real)